

BAB II

DASAR TEORI

A. Suseptibilitas Magnet dan Induksi Magnet

Tingkat suatu bahan magnet untuk mampu dimagnetisasi ditentukan oleh suseptibilitas kemagnetan, yang dituliskan sebagai :

$$\vec{M} = k \vec{H} \quad (1)$$

dengan \vec{M} atau \vec{I} adalah intensitas magnetisasi (dalam A/m), k adalah suseptibilitas magnet, dan \vec{H} adalah kuat medan magnet (dalam A/m). Besaran yang tidak berdimensi ini (k) merupakan parameter dasar yang dipergunakan dalam metode magnet. Nilai k pada batuan semakin besar apabila di dalam batuan banyak mengandung mineral-mineral yang bersifat magnet. Faktor yang mempengaruhi nilai suseptibilitas batuan adalah litologi batuan dan kandungan mineral batuan (Telford, 1990).

Adanya medan magnet regional yang berasal dari bumi dapat menyebabkan terjadinya induksi magnet pada batuan yang mempunyai nilai suseptibilitas. Total medan magnet yang dihasilkan pada batuan ini dinyatakan sebagai induksi magnet. Medan magnet yang terukur oleh magnetometer adalah medan magnet induksi termasuk efek magnetisasi yang diberikan oleh persamaan :

$$\vec{B} = \mu_0 (\vec{H} + \vec{M}) = \mu_0 (1 + k) \vec{H} = \mu_0 \mu \vec{H} \quad (2)$$

dengan μ_0 adalah permeabilitas magnet ruang hampa dan $(1+k) = \mu$ adalah permeabilitas magnet relatif.

Persamaan (2) menunjukkan bahwa jika medan magnet remanen luar bumi diabaikan, medan magnet total yang terukur oleh magnetometer di permukaan bumi adalah penjumlahan dari medan magnet utama bumi \vec{H} dan variasinya yang merupakan anomali magnet dalam eksplorasi magnet. Tabel 1 merupakan tabel nilai suseptibilitas batuan dan mineral yang dapat dijadikan sebagai acuan untuk mengetahui jenis batuan dalam proses interpretasi.

Tabel 1. Suseptibilitas Batuan dan Mineral (Telford, 1990)

Jenis	Suseptibilitas x 10 ⁻³ (SI)	
	Tingkatan	Rata-rata
Sedimen		
Dolomite	0-0.9	0.1
Limestones	0-3	0.3
Sandstones	0-20	0.4
Shales	0.01-15	0.6
Metamorf		
Amphibolite		0.7
Schist	0.3-3	1.4
Phyllite		1.5
Gneeis	0.1-2.5	
Quartzite		4
Serpentine	3.0-17	
Slate	0-35	6
Beku		
Granite	0-5.0	2.5
Rhyolite	0.2-3.5	0.3
Dolorite	1.0-35	17
Augite-syenite	30-40	
Olivine-diabase		25
Diabase	1-160	55
Porpgyry	0.3-200	60
Gabbro	1.0-90	70
Basalt	0.2-175	70
Diorite	0.6-120	85
Pyroxenite		125
Peridotite	90-200	150
Andesite		160

B. Sifat Magnet Batuan

Setiap jenis batuan mempunyai sifat dan karakteristik tertentu dalam medan magnet. Adanya perbedaan serta sifat khusus dari tiap jenis batuan serta mineral memudahkan dalam pencarian bahan-bahan tersebut. Untuk lebih memudahkan penafsiran umumnya dilakukan klasifikasi batuan atau mineral berdasarkan sifat magnet yang ditunjukkan oleh kerentanan magnetnya, yaitu diamagnet, paramagnet, dan feromagnet :

1. Diamagnet

Batuan diamagnet mempunyai kerentanan magnet (k) negatif dengan nilai yang sangat kecil, artinya bahwa orientasi elektron orbital substansi ini selalu berlawanan arah dengan medan magnet luar. Contoh materialnya: grafit, gypsum, marmer, dan kuarsa.

2. Paramagnet

Batuan paramagnet mempunyai harga kerentanan magnet (k) positif dengan nilai kecil. Atom-atomnya tidak berinteraksi secara magnet dan momen-momen magnet atomnya tidak memiliki pilihan arah. Nilai magnetisasi bahan akan meningkat apabila bahan dimasukkan ke dalam medan magnet luar. Contoh materialnya: kapur dan gamping.

3. Feromagnet

Batuan feromagnet mempunyai harga kerentanan magnet (k) positif dengan nilai yang besar. Sifat kemagnetan substansi ini dipengaruhi oleh suhu, dimana pada suhu di atas suhu Curie sifat kemagnetannya hilang. Apabila suatu bahan

feromagnet dimasukkan dalam medan magnet luar, magnetisasi bahan ini akan meningkat dengan tajam. Contoh materialnya: pirit, magnetit, dan hematit.

C. Medan Magnet Utama Bumi

Bumi berlaku seperti sebuah magnet yang sangat besar dengan medan magnet yang mengelilinginya. Medan itu dihasilkan oleh dipol magnet yang terletak pada pusat bumi. Sumbu dipol ini bergeser sekitar 11° dari sumbu rotasi bumi, yang berarti kutub utara geografis bumi tidak terletak pada tempat yang sama dengan kutub utara magnet bumi.

Parameter yang menggambarkan arah medan magnet adalah deklinasi (sudut antara utara magnet dan utara geografis) dan inklinasi (sudut antara bidang horizontal dan vektor medan total), yang diukur dalam derajat. Intensitas medan total (\vec{F}) digambarkan dengan komponen horizontal (H), komponen vertikal (Z), komponen horizontal ke arah utara (X) dan ke arah timur (Y). Intensitas medan magnet bumi secara kasar antara (25.000-65.000) nT. Untuk Indonesia, wilayah yang terletak di Utara ekuator mempunyai intensitas sekitar 40.000 nT, sedangkan yang di Selatan ekuator sekitar 45.000 nT.

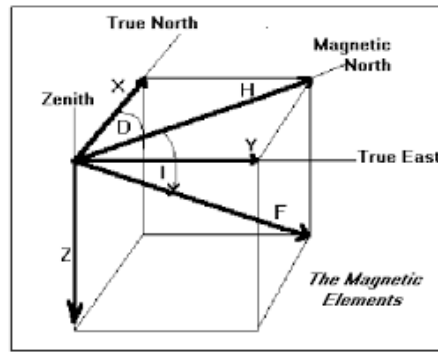
Di beberapa literatur, deklinasi disebut juga variasi harian kompas dan inklinasi disebut *dip*. Bidang vertikal yang berimpit dengan arah dari medan magnet disebut meridian magnet (Telford, 1990).

Hubungan antara komponen-komponen medan magnet tersebut adalah :

$$H = \sqrt{X^2 + Y^2} \quad (3)$$

$$F = \sqrt{H^2 + Z^2} = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2} \quad (4)$$

Gambar 3 menunjukkan elemen magnet bumi F dari persamaan (4).



Gambar 3. Elemen Magnet Bumi (Telford, 1990)

Medan magnet bumi berubah terhadap waktu sehingga untuk menyeragamkan nilai-nilai medan utama magnet bumi, dibuat standar nilai yang disebut dengan *International Geomagnetics Reference Field (IGRF)* yang diperbaharui 5 tahun sekali. Nilai-nilai IGRF tersebut diperoleh dari hasil pengukuran rata-rata pada daerah luasan sekitar 1 juta km² yang dilakukan dalam waktu setahun.

Adanya anomali medan magnet menyebabkan perubahan dalam medan magnet total bumi dan dapat dituliskan sebagai :

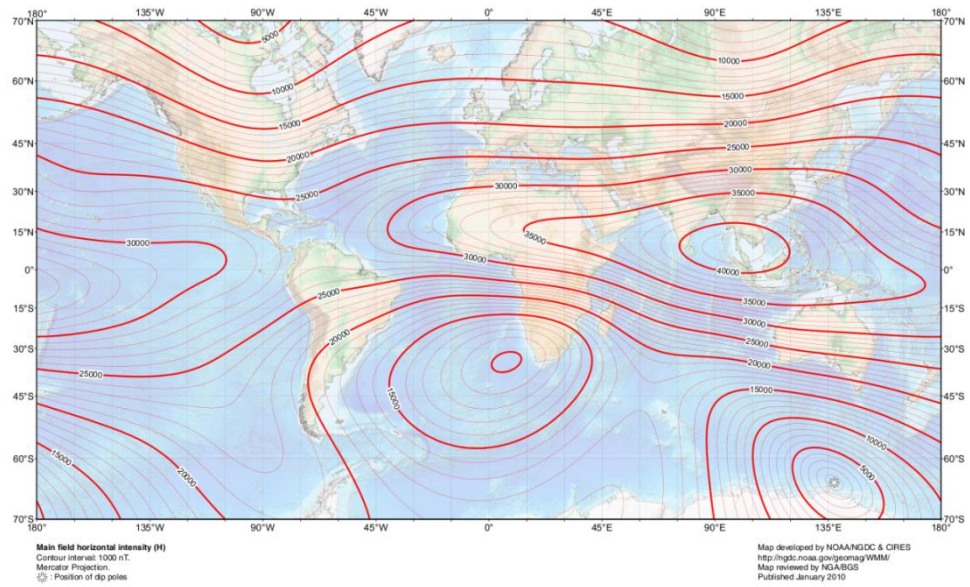
$$H_T = H_M + H_A \quad (5)$$

dengan H_T adalah medan magnet total bumi dalam nT, H_M adalah medan magnet utama bumi dalam nT, H_A adalah medan anomali magnet dalam nT.

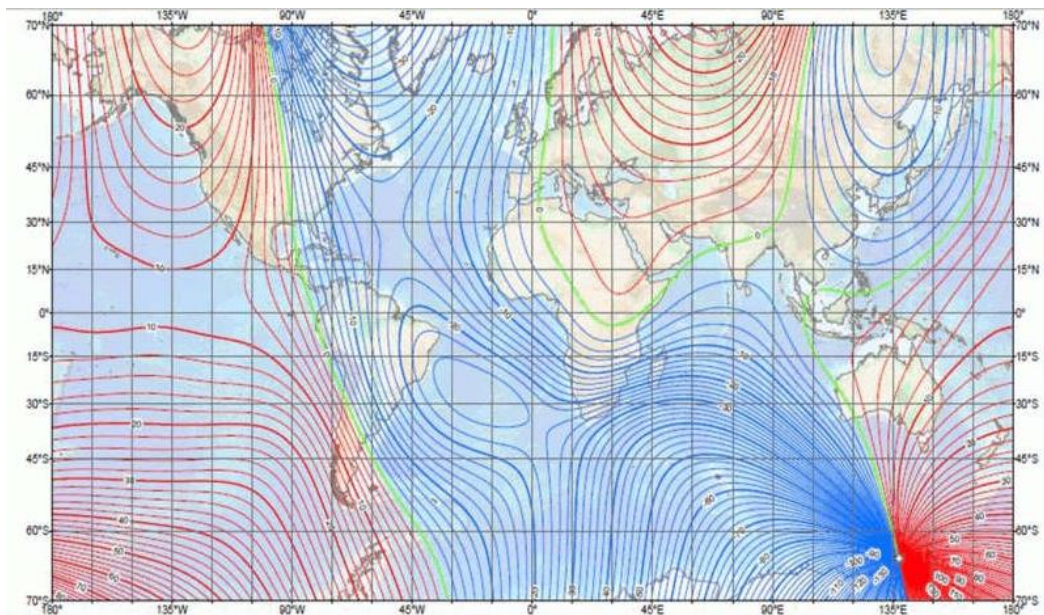
Bila besar $H_A \ll H_T$ dan arah H_A hampir sama dengan arah H_T maka anomali magnet totalnya adalah :

$$\Delta T = H_T - H_M \quad (6)$$

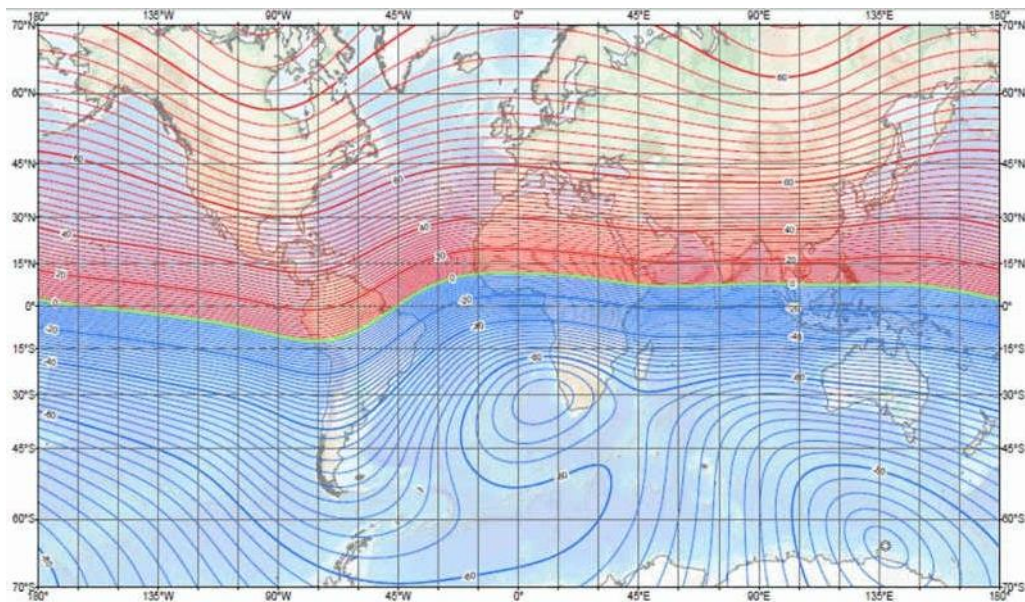
Besar nilai IGRF, inklinasi, deklinasi, untuk tahun 2005 s/d 2010 diperlihatkan pada Gambar 4, Gambar 5, Gambar 6.



Gambar 4. Peta Intensitas Medan Magnet Total Bumi (NOAA, 2015)



Gambar 5. Peta Deklinasi Medan Magnet Bumi (NOAA, 2015)



Gambar 6. Peta Inklinasi Medan Magnet Bumi (NOAA, 2015)

D. Medan Magnet Luar

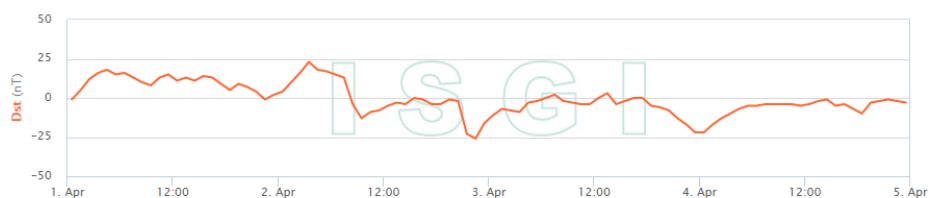
Pengaruh medan luar berasal dari pengaruh luar bumi yang merupakan hasil ionisasi di atmosfer yang ditimbulkan oleh efek radiasi matahari. Karena sumber medan luar ini berhubungan dengan arus listrik yang mengalir dalam lapisan terionisasi di atmosfer, maka perubahan medan ini terhadap waktu jauh lebih cepat. Beberapa sumber medan luar antara lain (Wahyudi, 2000):

- a) Perubahan konduktivitas listrik lapisan atmosfer dengan siklus 11 tahun.
- b) Variasi harian dengan periode 24 jam yang berhubungan dengan pasang surut matahari dan mempunyai jangkauan 30 nT.
- c) Variasi harian dengan periode 25 jam yang berhubungan dengan pasang surut matahari dan mempunyai jangkauan 2 nT.
- d) Badai magnet yang bersifat acak dan mempunyai jangkauan sampai dengan 1000 nT.

Pengamatan badai geomagnet telah lama dilakukan dan yang pertama kali mengidentifikasi pola badai magnet adalah Moos. Moos mengamati terjadinya peningkatan mendadak dari komponen **H** geomagnet di Colaba, India. Chapman kemudian mendefinisikan kejadian tersebut sebagai *magnetic storm*. Sugiura dan Chapman mendefinisikan dampak tersebut sebagai *disturbance storm time* yang dipresentasikan sebagai indeks Dst, yang menggambarkan gangguan pada komponen **H** geomagnet saat terjadi badai (Sugiura, 1964). Pengukuran Dst dilakukan di empat stasiun yang berlokasi di lintang rendah dan terdistribusi secara merata terhadap ekuator magnet, yaitu Hermanus, Kakioka, Honolulu, dan San Juan yang menghasilkan indeks Dst secara global (INGV, 2015). Klasifikasi intensitas badai geomagnet berdasarkan pola indeks Dst ditunjukkan pada Tabel 2. Gambar 7 menunjukkan indeks Dst pada tanggal 1-4 April 2015.

Tabel 2. Klasifikasi Indeks Dst (INGV, 2015)

Klasifikasi Dst	Intensitas Dst (nT)
Lemah	$-50 < \text{Dst} < -30$
Sedang	$-100 < \text{Dst} < -50$
Kuat	$-200 < \text{Dst} < -100$
Sangat Kuat	$\text{Dst} < -200$



Gambar 7. Indeks Dst *Real Time* Tanggal 1 - 4 April 2015 (ISGI, 2015)

E. Koreksi Topografi

Koreksi topografi dilakukan jika pengaruh topografi dalam survei magnet sangat kuat. Salah satu metode untuk menentukan nilai koreksi ini adalah dengan membangun suatu model topografi menggunakan pemodelan beberapa prisma segiempat. Ketika melakukan pemodelan, nilai suseptibilitas magnet (k) batuan topografi harus diketahui, sehingga model topografi yang dibuat menghasilkan nilai anomali medan magnet (ΔH_{top}) yang sesuai. Persamaan koreksinya (setelah dilakukan koreksi harian dan IGRF) dapat dituliskan sebagai :

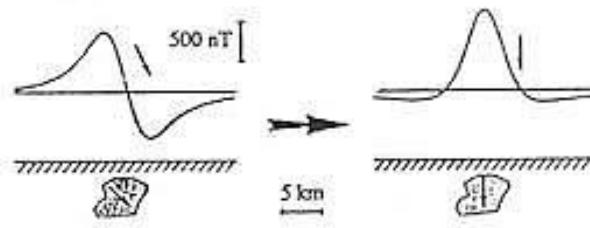
$$\Delta H = H_{total} \pm H_{harian} - H_0 - \Delta H_{top} \quad (7)$$

dimana H_{total} merupakan medan magnet total, H_{harian} merupakan medan magnet koreksi variasi harian, dan H_0 merupakan medan magnet utama bumi. Setelah semua koreksi dikenakan pada data medan magnet yang terukur di lapangan, maka diperoleh data anomali medan magnet total di topografi. Untuk mengetahui pola anomali yang diperoleh, akan digunakan model struktur geologi bawah permukaan sebagai dasar dalam pendugaan. Peta kontur terdiri dari garis-garis kontur yang menghubungkan titik-titik yang memiliki nilai anomali sama, yang diukur dari suatu bidang pembanding tertentu.

F. Reduksi ke Kutub

Baranov dan Naudy (1964) telah mengembangkan metode transformasi ke kutub untuk menyederhanakan interpretasi data medan magnet pada daerah-daerah berlintang rendah dan menengah. Metode reduksi ke kutub magnet bumi dapat mengurangi salah satu tahap rumit dalam interpretasi, di mana anomali

medan magnet menunjukkan posisi bendanya sebagaimana dapat dilihat pada Gambar 8.



Gambar 8. Anomali magnet (kiri) dan anomali hasil reduksi ke kutub (kanan) (Blakely, 1995)

Reduksi ini dilakukan dengan cara mengubah sudut inklinasi dan deklinasi menjadi 90° dan 0° . Formulasi umum sebagai hubungan antara medan potensial (\bar{f}) dengan distribusi material sumber (s) ditunjukkan pada persamaan (8).

$$\bar{f}(P) = \int_R s(Q) \Psi(P, Q) dv \quad (8)$$

Fungsi $\bar{f}(P)$ adalah medan potensial atau anomali total medan magnet pada P , sedangkan $s(Q)$ adalah kuantitas fisis magnetisasi pada Q dan $\Psi(P, Q)$ adalah suatu fungsi *Green* berupa anomali total magnet *dipole* tunggal yang bergantung pada geometri tempat titik observasi P dan titik distribusi sumber Q . Proses transformasi reduksi ke kutub dilakukan dengan mengubah arah magnetisasi dan medan utama dalam arah vertikal.

G. Kontinuasi ke Atas

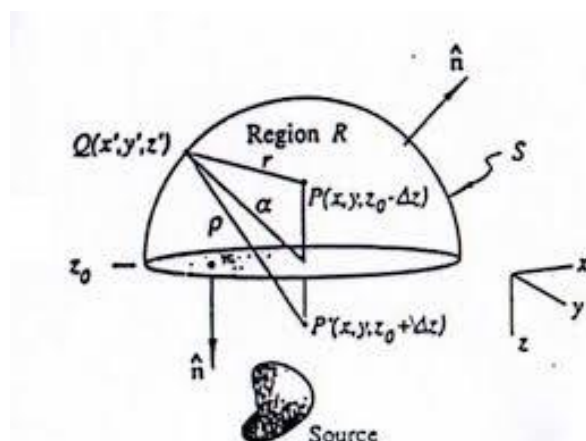
Kontinuasi ke atas (*upward continuation*) merupakan cara untuk menghilangkan anomali lokal. Penentuan ketinggian kontinuasi dilakukan dengan cara *trial and error* dengan melihat kecenderungan pola kontur hasil kontinuasi. Prinsip dari kontinuasi ke atas adalah bahwa suatu medan magnet potensial dapat

dihitung pada setiap titik di dalam suatu daerah berdasarkan sifat medan pada permukaan yang dilingkupi daerah tersebut. Kontinuasi ke atas dilakukan dengan mentransformasi medan potensial yang diukur di permukaan tertentu ke medan potensial pada permukaan yang lebih jauh dari sumber.

Konsep dasar kontinuasi ke atas berasal dari identitas ketiga teorema *Green*. Teorema *Green* menjelaskan bahwa apabila suatu fungsi U adalah harmonik, kontinu dan mempunyai turunan yang kontinu di sepanjang daerah R maka nilai U pada suatu titik P di dalam daerah R (Gambar 9) dapat dinyatakan sebagai (Blakely, 1995) :

$$U(P) = \frac{1}{4\pi} \int_S \left(\frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial n} - U \frac{\partial}{\partial n} \frac{1}{r} \right) dS \quad (9)$$

dengan S menunjukkan permukaan daerah R , n merupakan arah normal keluar dan r adalah jarak dari titik P ke suatu titik pada permukaan S . Persamaan (9) menggambarkan secara dasar prinsip dari kontinuasi ke atas, di mana suatu medan potensial dapat dihitung pada setiap titik di dalam suatu daerah berdasarkan sifat medan yang berada pada permukaan yang melingkupi daerah tersebut, seperti pada Gambar 9.



Gambar 9. Kontinuasi ke atas dari permukaan horizontal (Blakely, 1995)

Dengan menggunakan sistem koordinat kartesian, dengan sumbu z berarah ke bawah, kita asumsikan bahwa suatu medan potensial diukur pada permukaan $z = z_0$ dan medan yang kita inginkan terletak pada suatu titik $P(x, y, z_0 - \Delta z)$ yang berada di atas permukaan S dimana $\Delta z > 0$. Pada Gambar 9, sumber anomali berada pada $z > z_0$, apabila α menjadi besar, maka integrasi pada persamaan kontinuitas di seluruh *hemisphere* menjadi kecil. Dengan demikian, jika α mendekati tak terhingga, maka persamaan 9 menjadi:

$$U_{(x,y,z_0-\Delta z)} = \frac{1}{4\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \left(\frac{1}{r} \frac{\partial U_{(x,y,z_0-\Delta z)}}{\partial z} - U_{(x,y,z_0-\Delta z)} \frac{\partial}{\partial z} \frac{1}{r} \right) dx' dy' \quad (10)$$

dengan $r = \sqrt{(x - x')^2 + (y - y')^2 + (z - \Delta z - z')^2}$ dan $\Delta z > 0$.

H. *Proton Precession Magnetometer (PPM)*

Sebuah magnetometer adalah instrument untuk mengukur intensitas skalar dari medan magnet lokal (Anonim, 2007). PPM bergantung pada pengukuran frekuensi presesi bebas proton yang telah terpolarisasi pada arah mendekati normal terhadap medan magnet bumi. Ketika medan polarisasi tiba-tiba menghilang, presesi proton pada sekitar medan magnet bumi akan bersifat seperti gasing (*spinning top*). Medan bumi menyuplai gaya presesi yang sesuai dengan gravitasi seperti kasus di atas. Analoginya ditunjukkan pada Gambar 10. Proton berpresesi pada kecepatan sudut ω , atau biasa dikenal dengan frekuensi presesi larmor yang sebanding dengan medan magnet F sehingga (Telford, 1990):

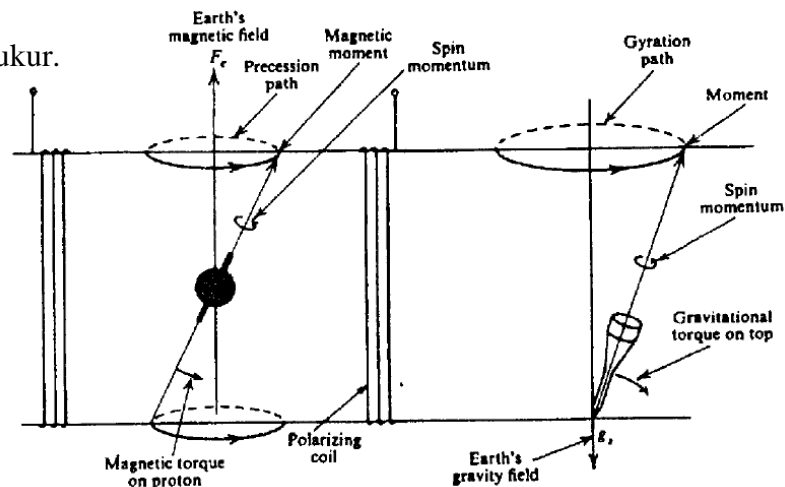
$$\omega = \gamma_P F \quad (11)$$

Konstanta γ_P adalah rasio *gyromagnetic* dari proton, yaitu rasio momen magnetik terhadap momentum sudut spinnya. Nilai dari γ_P diketahui hingga akurasi

0,001%. Karena pengukuran frekuensi yang tepat relatif mudah, medan magnet dapat diketahui pada akurasi yang sama. Proton yang merupakan muatan bergerak, menginduksi pada kumparan yang mengelilingi sampel. Bila tegangan yang bervariasi pada frekuensi precesi adalah ν , maka kita dapat mengetahui medan magnet dari persamaan (Telford, 1990):

$$F = 2\pi\nu/\gamma_P \quad (12)$$

dimana faktor $2\pi/\gamma_P = 23,487 \pm 0,002$ nT/Hz. Dalam hal ini hanya medan total yang bisa diukur.

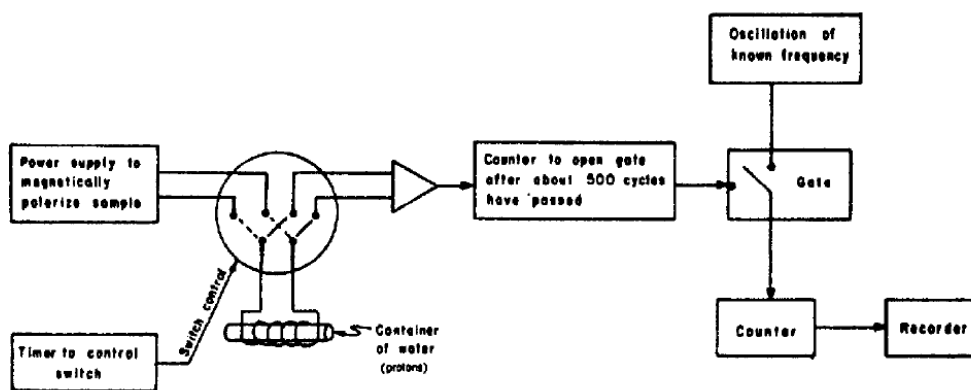


Gambar 10. Analogi *Proton Precession Spining-Top* (Telford, 1990)

Komponen yang penting dari magnetometer ini terdiri dari sumber proton, medan magnet yang berpolarisasi lebih kuat dari medan magnet yang berpolarisasi terhadap bumi dan mengarah normal terhadapnya (arah dari medan ini hilang pada 45°), kumparan *pickup* yang terpasang kencang dengan sumber, dan penguat untuk memperkuat tegangan terinduksi pada kumparan, serta alat pengukur frekuensi. Belakangan beroperasi pada rentang audio karena (dari

persamaan 12, $\nu = 2130$ Hz untuk $F = 50000$ nT) hal tersebut harus dapat mengindikasikan beda frekuensi disekitar 0,4 Hz untuk setiap sesitivitas sensor 10 nT.

Sumber proton biasanya berupa botol air kecil (momen inti oksigen adalah 0) atau beberapa cairan organik yang kaya akan hydrogen seperti alcohol. Medan polarisasi (5-10) nT diperoleh dengan melewati arus secara langsung melewati kumparan yang mengelilingi botol dengan orientasi timur-barat untuk pengukurannya. Ketika arus pada kumparan diputus secara tiba-tiba, presesi proton terhadap medan magnet bumi akan terdeteksi oleh kumparan ke-dua sebagai pembangkit tegangan sementara dengan interval ~ 3 detik sebelum proton berhenti berpresesi. Selama interval waktu tersebut, penghitung frekuensi akan mengukur frekuensi presesi proton. Hal ini sebanding dengan intensitas medan magnet lingkungannya (Anonim, 2007). Di beberapa model, kumparan yang sama digunakan untuk polarisasi dan deteksi. Sinyal modulasi diperkuat ke level yang sesuai dan frekuensi dapat dihitung. Diagram sistematis ditunjukkan pada Gambar 11.



Gambar 11. *Proton Precession Magnetometer* (Telford, 1990)

Penghitungan frekuensi dapat diperoleh dengan menghitung siklus presesi dalam interval waktu yang tepat, atau dengan membandingkannya dengan pembangkit frekuensi yang sangat stabil. Pada suatu model dasar, sinyal presesi bercampur dengan sinyal dari osilator lokal yang berpresesi tinggi untuk menghasilkan *beats* frekuensi rendah (≈ 100 Hz) yang menggerakkan jarum frekuensi meter. Tanpa memperhatikan metode yang digunakan, frekuensi harus terukur pada akurasi 0,001% agar metode bisa digunakan. Walaupun ini bukan bagian yang paling sulit pada proses instalasi, proses ini memiliki masalah pada peralatan portabel yang kecil.

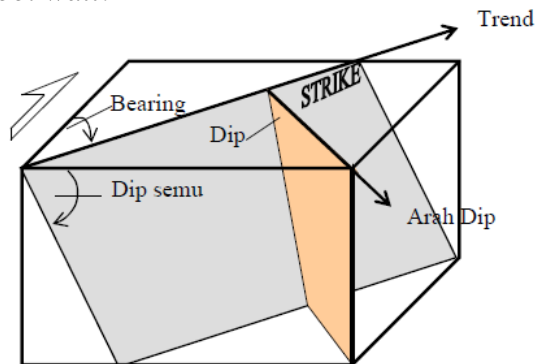
Sensitivitas PPM (≈ 1 nT) sangatlah tinggi, dan bebas dari penyimpangan. Fakta bahwa hal tersebut tidak membutuhkan arah atau *leveling*, membuat hal tersebut menarik untuk pengoprasian di lautan dan di udara. Pada intinya alat ini tidak memiliki komponen mekanik, walaupun komponen listriknya sedikit rumit. Kerugian utamanya adalah hanya medan magnet total yang dapat diukur. PPM juga tidak dapat merekam secara terus menerus (kontinu) karena membutuhkan waktu 1 detik atau lebih untuk setiap rentang pembacaan. Pada perjalanan udara dengan kecepatan 300 km/jam, interval jarak sekitar 100 m. Saat ini PPM merupakan instrument yang dominan untuk aplikasi di permukaan maupun di udara.

I. Sesar

Sesar adalah suatu rekahan pada batuan yang terbentuk ketika salah satu bagian yang retak bergeser relatif terhadap bagian yang lain. Sesar terjadi karena batuan

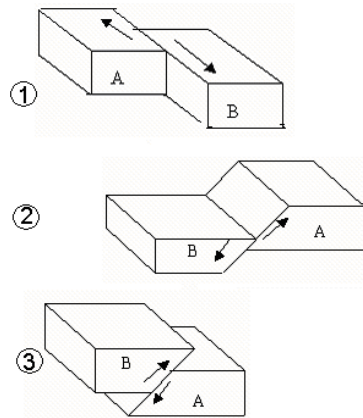
mengalami efek tegangan yang melampaui kekuatan elastisitasnya. Pergeseran blok batuan yang retak tersebut dapat terjadi dalam ukuran jarak yang sangat kecil sampai dengan skala yang lebih besar atau disebut dengan daerah sesar skala regional.

Setiap sesar mempunyai komponen-komponen yaitu arah (*strike*), dan sudut kemiringan (*dip*). *Strike* atau Jurus adalah arah garis yang dibentuk dari perpotongan bidang sesar dengan bidang horizontal ditinjau dari arah utara ke timur dengan sudut antara 0 sampai 360 derajat dan *dip* sesar merupakan sudut yang dibentuk oleh bidang sesar terhadap bidang horizontal dengan sudut antara 0 sampai 90. *Strike* dan *dip* ditunjukkan pada Gambar 12. Komponen sesar yang menggantung pada bidang sesar disebut *hanging wall*, sedangkan komponen alas bidang sesar disebut *foot wall*.



Gambar 12. Kedudukan bidang dan arah garis ruang (Sukartono, 2013).

Dalam keadaan yang sebenarnya, permukaan sesar dapat mempunyai keadaan yang berbeda dan gerakannya dapat mempunyai arah yang berlainan sepanjang permukaannya. Gerakan dasar dari sesar dapat dibedakan atas tiga bentuk yang ditunjukkan pada Gambar 13.



Gambar 13. Gerakan dasar dari sesar: (a) sesar mendatar, (b) sesar turun, dan (c) sesar naik (Ibrahim dan Subardjo, 2005).

Gambar 13(a) adalah gerakan sejajar arah sesar, disebut sesar mendatar atau *slip fault*. Tekanan yang terbesar adalah tekanan horizontal dengan tekanan vertikal yang kecil. Umumnya pada sesar mendatar sepanjang jejaknya bergeometri panjang, lurus atau lengkung yang cenderung memiliki daerah yang lebar dengan kecuraman yang beragam. Biasanya terdapat struktur penyerta yang khas dalam sesar ini, seperti rekahan, lipatan, dan struktur bunga. Sesar mendatar ini dibedakan menjadi dua jenis berdasarkan pergerakannya, yakni sesar mendatar dextral dan sesar mendatar sinistral. Sesar mendatar dextral adalah sesar yang arah pergerakan searah dengan jarum jam, sedangkan sesar mendatar sinistral adalah sesar mendatar yang arah pergerakannya berlawanan jarum jam.

Gambar 13(b) adalah gerakan sesar yang relatif ke bawah terhadap blok dasar, disebut sesar turun (sesar normal) atau *gravity fault*. Secara umum, sesar normal terjadi sebagai akibat dari hilangnya pengaruh gaya gravitasi sehingga batuan menuju posisi seimbang (isotasi). Daerah yang memiliki sesar turun biasanya ditandai dengan adanya lembah dan lereng yang curam.

Gambar 13(c) adalah gerakan sesar yang relatif ke atas terhadap blok dasar, disebut sesar naik atau *thrust fault* (*reverse fault*). Salah satu ciri sesar naik adalah sudut kemiringan dari sesar itu termasuk kecil, berbeda dengan sesar turun yang punya sudut kemiringan bisa mendekati vertikal.

Ciri sesar dalam keadaan topografi adalah adanya pemisahan pada suatu bentuk yang menerus, adanya lapisan yang hilang, dan adanya pergeseran vertikal yang mengakibatkan adanya perpindahan secara vertikal yang ditandai oleh pelurusan sungai, terputusnya kesinambungan pada bentuk-bentuk geologi, misalnya bentuk bentang alam yang sangat berlainan. Sedangkan pembelokan sungai secara tiba-tiba dapat menunjukkan arah pergeseran.

J. Geologi Regional Pacitan

Secara fisiografi daerah Pacitan dan sekitarnya terletak pada jalur Pegunungan Selatan Jawa Timur dan termasuk dalam Formasi Andesit Tua (Bemmelen, 1994). Daerah ini didominasi oleh batuan beku baik intrusi maupun ekstrusi yang bersifat termediate sampai basa. Secara stratigrafi daerah Pacitan dan sekitarnya terdiri dari beberapa formasi batuan, yakni Formasi Besole, Formasi Semilir, Formasi Nglanggran, Formasi Wuni, Formasi Napol, Formasi Oyo, Formasi Wonosari, Satuan Batuan Kwarter Komplek Lawu dan Satuan Alluvial (Sartono, 1964). Pada lembar Pacitan, Formasi Besole dibagi menjadi dua yaitu formasi Arjosari dan Formasi Mandalika (Samodra dkk, 1992). Formasi Arjosari terdiri dari perselingan antara breksi gunung api dan lava yang bersusunan andesit dan basal, dan bersisipan dengan batu pasir tufaan, terbentuk

pada lingkungan laut. Formasi Semilir merupakan runtutan turbidit yang terdiri dari breksi batu apung dan perulangan batupasir kerikilan, batu pasir dan batu lempung yang terbentuk pada lengkungan laut dalam. Formasi Nglanggran disusun oleh breksi gunung api andesit-basal dan batu pasir yang terbentuk pada lingkungan peralihan atau laut dangkal.

Struktur yang berkembang di daerah Pacitan dan sekitarnya adalah lipatan, sesar dan kekar. Sistem lipatan di daerah ini pada umumnya mempunyai sumbu lipatan relatif ke arah barat-timur atau barat daya-timur laut dan berkembang di bagian barat (Sampurna dan Samodra, 1997). Sesar umumnya merupakan sesar turun dan sesar geser. Sesar-sesar geser pada umumnya mempunyai arah barat laut-tenggara dan timur laut-barat daya. Sesar yang berarah timur laut-barat daya mempunyai jenis mendatar mengiri, sedangkan yang berarah barat laut-tenggara mempunyai pergerakan menganan (Sudrajat, 1993). Sesar-sesar yang mempunyai arah barat-timur dan utara-selatan pada umumnya merupakan sesar normal (Samodra dkk, 1992).

K. Kerangka Pikir

Daerah Pacitan dan sekitarnya memiliki struktur lipatan, sesar dan kekar (Sapurna, 1997). Sesar yang terdapat di daerah Pacitan terbilang cukup banyak dan salah satu sesar menunjukkan aktivitasnya dengan adanya gerakan tanah (ESDM, 2014). Pengkajian mengenai struktur dan arah sesar yang berada di Pacitan diperlukan agar dapat meminimalisir dampak dari aktivitas sesar-sesar tersebut. Salah satu metode yang dapat digunakan adalah metode geomagnet. Metode ini dapat digunakan untuk mengetahui pola anomali medan magnet dan

struktur bawah permukaan guna mengetahui informasi mengenai sesar di daerah penelitian.

Metode geomagnet adalah metode yang memanfaatkan sifat kemagnetan bumi. Metode ini menghasilkan kontur yang menggambarkan distribusi suseptibilitas batuan di bawah permukaan pada arah horizontal dimana kontur ini akan menggambarkan pola anomali medan magnet daerah penelitian. Metode geomagnet didasarkan pada pengukuran variasi intensitas magnet di permukaan bumi yang disebabkan adanya variasi distribusi (anomali) benda termagnetisasi di bawah permukaan. Hasilnya diharapkan dapat menggambarkan struktur dan arah sesar di daerah penelitian.